

УДК 551.242.23.001.57

ПРОЯВЛЕНИЯ УЛЬТРАМЕДЛЕННОГО СПРЕДИНГА В ТРАНСФОРМНЫХ СДВИГО-РАЗДВИГОВЫХ ЗОНАХ

© 2016 А.В. Кохан¹, Е.П. Дубинин², Е.С. Курбатова³

¹ООО «Сварог»; e-mail: kkkkk1987@mail.ru

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Музей Землеведения, Москва, 119991

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Географический факультет, Москва, 119991

Рассматриваются геодинамические обстановки, в которых могут возникать условия для проявления ультрамедленного спрединга за пределами рифтовых зон активных спрединговых хребтов — в трансформных зонах и в транзитных сдвиго-раздвиговых зонах трансформного типа: а) в транзитных зонах, сформированных между двумя спрединговыми хребтами; б) в сдвиго-раздвиговых зонах в пределах океанической литосферы; в) в зонах локального растяжения на фоне регионального сдвига, в структурах типа пул-эпарт (трог Кайман, южная граница плиты Скотия).

Ключевые слова: ультрамедленный спрединг, трансформные разломы, структуры пул-эпарт.

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы исследованию спрединговых хребтов с ультрамедленными скоростями раздвижения было посвящено большое количество научных публикаций, в которых дана их геоморфологическая, тектоническая и геофизическая характеристика, а также выявлены особенности аккреции коры (Дубинин и др., 2013а, 2013б; Кохан и др., 2012а; Cannat et al., 2006; Dick et al., 2003; Jokat, Schmidt-Aursch, 2007; Okino et al., 2002; Sauter et al., 2013 и др.) Были рассмотрены также особенности проявления ультрамедленного спрединга в процессе формирования и эволюции спрединговых хребтов (Дубинин, Кохан, 2016).

Однако ультрамедленный спрединг отмечается не только в спрединговых системах. Его проявления можно наблюдать в иных геодинамических обстановках — в зонах трансформных (таблица) и конвергентных границ литосферных плит.

Целью настоящей статьи является рассмотрение обстановок и особенностей проявления ультрамедленного спрединга в зонах трансформных границ плит в условиях преобладания сдвиговых деформаций.

ТРАНЗИТНЫЕ СДВИГО-РАЗДВИГОВЫЕ ЗОНЫ, РАЗВИВАЮЩИЕСЯ МЕЖДУ ДУМЯ СПРЕДИНГОВЫМ ХРЕБТАМИ

Ультрамедленный спрединг часто наблюдается в сдвиго-раздвиговых (транстенсивных) транзитных зонах, формирование которых связано со встречным продвижением рифтовых трещин двух спрединговых хребтов, смещенных на значительное расстояние друг от друга. Важным условием формирования таких транзитных зон является столкновение продвигающейся рифтовой трещины со структурно-вещественной неоднородностью имеющей мощную и прочную литосферу. Такая неоднородность затрудняет дальнейшее продвижение рифтовой трещины. Как отмечалось в работе (Van Wijk et al., 2005) важным аспектом континентального рифтинга является прогрессивное изменение типа деформаций вдоль оси рифта в процессе его пропегейтинга в анизотропной литосфере. Взаимодействие рифтовой трещины со структурной неоднородностью приводит к изменению поля напряжений от растяжений к сдвигу.

Очевидно, что любая развивающаяся в пределах континентальной или океанической литосферы рифтовая трещина встречает на

ПРОЯВЛЕНИЯ УЛЬТРАМЕДЛЕННОГО СПРЕДИНГА

Проявления ультрамедленного спрединга в трансформных системах.

№	Геодинамическая обстановка	Краткая характеристика	Примеры
1	Локальное растяжение на фоне регионального сдвига, структуры типа пул-эпарт	Смещения вдоль протяженных трансформных разломов, изменяющих свое простираие (разломы типа хребет-дуга, или дуга-дуга), могут приводить к образованию локальных зон растяжения с ультрамедленным спредингом.	Трог Кайман в пределах северной трансформной границы Карибской плиты, пул-эпарт бассейны в пределах южной границы плиты Скотия
2	В транзитных сдвиго-раздвиговых зонах, сформированных между двумя формирующимися спрединговыми хребтами	При формировании двух спрединговых систем, смещенных на большое расстояние (более 1000 км), могут образовываться сдвиго-раздвиговые структуры с ультрамедленными скоростями раздвижения	Транзитная сдвиго-раздвиговая зона между хребтами Гаккеля и Мона
3	При формировании спрединговой системы в сдвиго-раздвиговых зонах в пределах океанической литосферы	Протяженные трансформные разломы соединяющие короткие спрединговые сегменты в зонах формирующихся границ плит.	Американо-Антарктический хребет

своем пути структурно-вещественные неоднородности литосферы с более высокой прочностью пород. Если такая неоднородность не очень значительна, то рифтовая трещина может «обогнуть» ее, что приведет к ее смещению и формированию широко распространенных трансформных разломов, смещающих оси будущих спрединговых хребтов. Если же структурно-реологическая неоднородность значительна по размерам и существенно отличается по свойствам литосферы, то возможно формирование сдвиго-раздвиговых транзитных зон, которые впоследствии могут формировать демаркационные трансформные разломы (в терминологии Ю.М. Пушаровского (1994)). Обязательным условием формирования таких транзитных сдвиго-раздвиговых зон является наличие двух развивающихся и продвигающихся навстречу друг другу рифтовых систем, изначально разнесенных друг относительно друга на значительное расстояние в процессе раскола как континентальной, так и океанической литосферы. Примером такой транзитной зоны может служить формирующаяся сдвиго-раздвиговая система, соединяющая спрединговый хребет Мона, развитие которого было ограничено окраиной Шпицбергена и баренцевоморским шельфом, и хребет Гаккеля, чье продвижение было ограничено Гренландским кратоном (рис. 1а). Современная граница плит в транзитной зоне, заключенной между этими ультрамедленными хребтами имеет длину ~1130 км. Она включает хребет Книповича, разломные зоны Шпицбергенскую и Моллой, спрединговый центр Моллой и трог Лена. Сложная кинематическая картина иллюстрирует смену сдвиго-раздвиговых движений вдоль простираия системы

и свидетельствует о ее неустойчивости (рис. 1б). Структуры транзитной зоны еще продолжают формироваться, о чем свидетельствуют современные деформации и распределение очагов землетрясений (Соколов и др., 2014).

Трог Лена представляет собой косоориентированный участок транзитной зоны между плато Ермак и северо-восточной окраиной Гренландии. Спрединг на данном участке характеризуется углом $\alpha = 45^\circ$ (рис. 1б). Скорость спрединга составляет 1.3 см/год, с учетом геометрии спрединга, эффективная скорость спрединга составляет 0.8–0.9 см/год. Длина трога составляет 400 км, ширина — около 100–130 км. Бортами трога служат крутые сбросовые уступы континентальных окраин высотой около 3–3.5 км. Вднине трога с глубинами около 4–5 км располагается хребет Лаки (Snow et al., 2011) относительной высотой около 2 км. Склоны хребта обладают крутизной около 20–25° и лишены сбросов и следов вулканической активности (Snow et al., 2011). Аккреция коры идет вдоль обоих склонов хребта с образованием горстообразного блока серпентинизированных перидотитов, что подтверждается высокой микросейсмической активностью вдоль его западных и восточных склонов (Laderach et al., 2011; Snow et al., 2011). Многочисленные аналогичные структуры были зафиксированы во внеосевой морфологии сегментов ультрамедленных спрединговых хребтов (УМСХ) и представляют собой результат эксгумации пород мантии вдоль пологопадающих разломов-детачментов (Cannat et al., 2006; Dick et al., 2003; Sauter et al., 2013). Трог Лена практически полностью лишен вулканической активности и, по сути, представляет собой протяженный

амагматический сегмент, сходный по строению с аналогичными структурами УМСХ. Борты трога представляют собой уникальные косые амагматические окраины также сложенные серпентинизированными перидотитами. Трог демонстрирует геодинамическую обстановку сильно косого молодого амагматического спрединга. Его формирование началось около 10 и 20 млн л. н. (аномалии 5 и 6) в южной и северной частях трога, соответственно (Engen et al., 2008; Laderach et al., 2011). Величина массива океанической коры в трог не превышает 90–100 км.

Хребет Книповича протягивается на 550 км вдоль континентальной окраины архипелага Шпицберген. Угол α в северной части хребта равен 40° , а в южной 53° . Скорость спрединга составляет 1.5–1.7 см/год. Эффективная скорость спрединга изменяется от 0.8–0.9 до 1.4 см/год (Curewitz et al., 2010; DeMets et al., 2010). Хребет сформирован поднятиями шести магматических сегментов (МС) (рис. 1б, 1М–6М) и разделяющими их впадинами амагматических сегментов. Поднятия высотой 0.5–1.5 км ориентируются субортогонально растяжению, их длина составляет

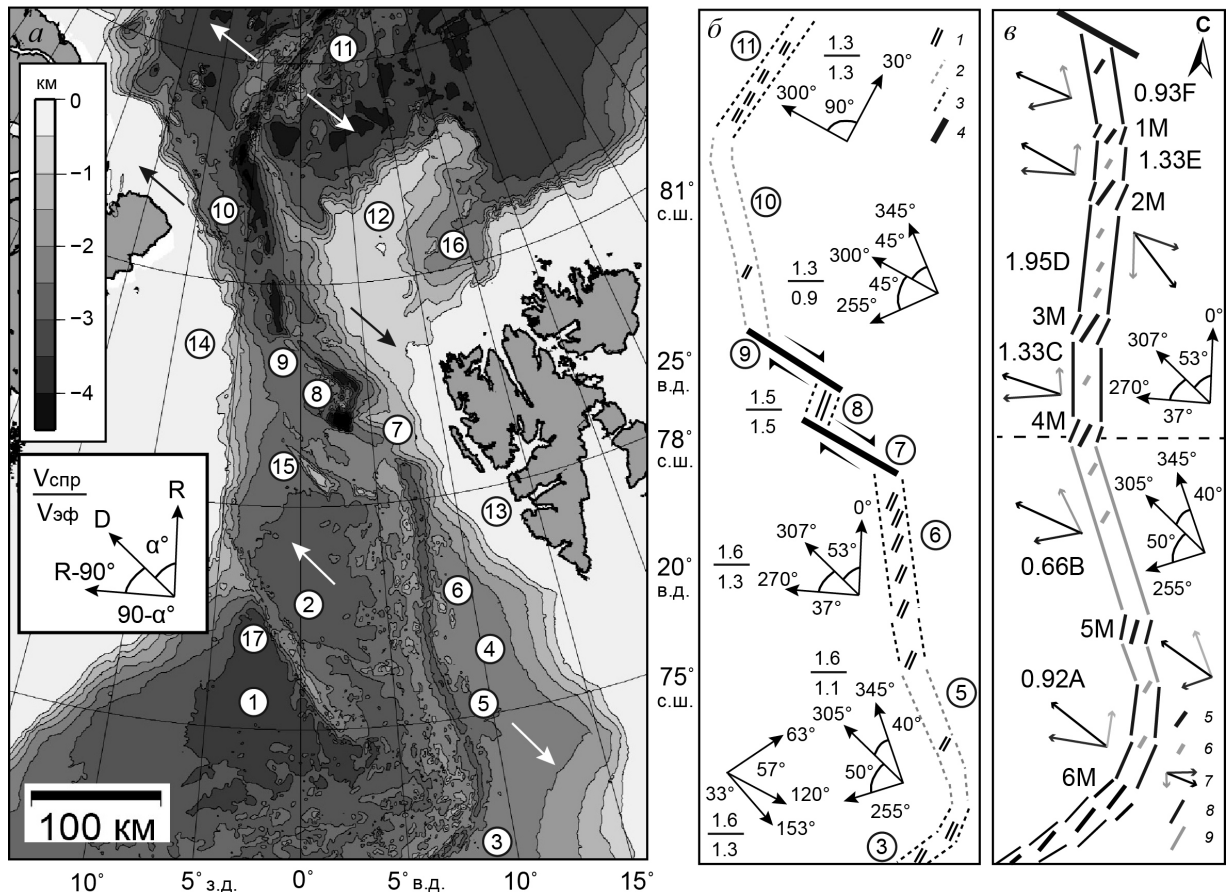


Рис. 1. Строение транзитной зоны между хребтами Гаккеля и Мона. (а) Рельеф дна (GEBCO_08 grid, ver. 20100927). На врезке показана расшифровка обозначений кинематики спрединга на рис. 1б и 1в: R — простирание рифтовой зоны, D — направление раздвижения плит, Vспр — скорость спрединга, Vэф — эффективная скорость спрединга (компонента Vспр, направленная ортогонально простиранию рифтовой зоны). Цифрами в кружках обозначены: 1 — Гренландская котловина, 2 — Бореальная впадина, 3 — хребет Мона, 4 — Поморский прогиб, 5 — хребет Книповича, южный сегмент, 6 — хребет Книповича, северный сегмент, 7 — разломная зона Моллой, 8 — спрединговый центр Моллой, 9 — разломная зона Шпицбергенская, 10 — трог Лена, 11 — хребет Гаккеля, 12 — плато Ермак, 13 — Шпицбергенская континентальная окраина, 14 — Гренландская континентальная окраина, 15 — хребет Ховгард, 16 — трог Литке, 17 — Гренландский хребет. (б) Кинематическая схема транзитной зоны (Кохан и др., 2012б; Curewitz et al., 2010; DeMets et al., 2010): 1 — магматические сегменты; 2 — границы рифтовой зоны сегментов с преимущественно сдвиговой кинематикой спрединга; 3 — границы рифтовой зоны сегментов с преимущественно раздвиговой кинематикой спрединга; 4 — разломные зоны. (в) Кинематическая схема хр. Книповича (Кохан и др., 2012б; Curewitz et al., 2010): 5 — магматические сегменты; 6 — редуцированные вулканические центры; 7 — кинематика спрединга, серым цветом показана сдвиговая составляющая; 8 — границы рифтовой зоны сегментов с преимущественно раздвиговой кинематикой спрединга; 9 — границы рифтовой зоны сегментов с преимущественно сдвиговой кинематикой спрединга. А, В, С, D, Е, F — обозначения амагматических сегментов, цифрами показано соотношение раздвиговой и сдвиговой составляющей в кинематике спрединга. М — обозначения магматических сегментов.

5–20 км. В рельефе они выражены крупными вулканическими центрами, с внеосевыми следами длиной 30–50 км. Амагматические сегменты (АС) (рис. 1*в*, А–F) выражены в рельефе трогами с глубинами до 3–3.7 км. В их пределах магматизм редуцирован и представлен небольшими вулканическими центрами высотой менее 0.5 км (Crane et al., 2001; Okino et al., 2002). АС представляют собой сдвиго-раздвиговые зоны, соединяющие МС в виде бассейнов локального растяжения типа «пул-эпарт». Ориентировка амагматических сегментов изменяется вдоль простирания хребта. Соотношение сдвиговых и раздвиговых компонент спрединга изменяется от 0.66 до 1.95, угол α изменяется от 33° до 63° (рис. 1*в*). Увеличение сдвиговой компоненты приводит к сокращению объемов магмоснабжения, нормального сбросообразования и, как следствие, к изменению морфологии хребта. Степень проявления вулканизма зависит от угла α , характерного для каждого сегмента хребта. Детальная характеристика кинематики спрединга и строения хребта Книповича изложена в работе (Кохан и др., 2012б).

Хребет Моллой представляет собой короткий спрединговый сегмент длиной около 50 км, заключенный между двумя трансформными разломами. Скорость ортогонального спрединга на хребте — 14.9 мм/год (рис. 1*б*). Начало спрединга на хребте относят к магнитной аномалии 6 (19.5 млн л. н.) (Engen et al., 2008).

Комплекс структур транзитной зоны включает также плато Ермак, Гренландский хребет, хребет Ховгарт, а также впадины с океанической корой Бореальную и Поморскую (рис. 2*а*). Гренландский хребет представляет собой узкую полосу сильно утоненной континентальной коры, отчлененную от Баренцевоморской окраины сдвиговой зоной (Døssing et al., 2008). Вероятно, аналогичным строением обладает и хребет Ховгарт. Эти структуры представляют собой микроконтиненты отчлененные от материков в процессе перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу. Плато Ермак также полигенная структура. Его центральная часть — это расчлененный грабенами северо-западного простирания фрагмент утоненной континентальной коры. В структурном отношении плато сходно со сдвиговой Шпицбергенской континентальной окраиной. В северной части плато надстроено продуктами вулканических процессов, которые активизировались в результате пропагейтинга хребта Гаккеля (Jokat et al., 2008). Оно представляет собой погруженное континентальное плато, отделенное от континента рифтогенным трогом Литке с утоненной континентальной корой (Engen et al., 2008).

Существует следующая модель эволюции структур транзитной зоны (Engen et al., 2008). Вплоть до периода аномалии 13 (35–37 млн л. н.) в регионе функционировала сложно устроенная сдвиговая зона Де Гира (рис. 2*а*). При этом в южной части хребта Книповича спрединг предположительно начался в период 18–24 магнитных аномалий (40–55 млн л. н.). Здесь функционировала система локальных бассейнов растяжения, соединенных сдвигами, и шло отчленение континентального блока Гренландского хребта. Трог Литке уже существовал к этому моменту, по-видимому, представляя результаты «попытки» проникновения хребта Гаккеля в пределы массива континентальной литосферы в эоцене (рис. 2*а*). В период аномалии 13 происходит изменение регионального направления перемещения плит и обстановка сдвига в пределах транзитной зоны сменяется сдвиго-раздвиговой. К моменту магнитной аномалии 6 (20 млн л. н.) завершается раскол единого плато Моррис-Джесуп и Ермак и начинается раскрытие трога Лена с северной его оконечности (рис. 2*б*). В пределах центральной части транзитной зоны начинается рифтинг на хребте Моллой и формирование системы сдвиго-раздвигов в северной части хребта Книповича, сопровождаемое отчленением хребта Ховгарт от Шпицбергенской континентальной окраины. К концу аномалии 5 разрушение «континентального моста» между Шпицбергенем и Гренландией завершается с началом спрединга в южной части трога Лена, на хребте Моллой и отчленением блока хребта Ховгарт (рис. 2*д*, 2*ж*).

Эволюция транзитной зоны в Экваториальной Атлантике на начальных этапах, по-видимому, проходила по похожему механизму с образованием систем трансформных разломов, сдвиго-раздвиговых сегментов и бассейнов локального растяжения (рис. 2*б*, 2*г*, 2*е*, 2*з*). В настоящее время эта зона представлена системой крупных разломов Экваториальной Атлантики (Романш–Чейн–Шарко–Сан-Паулу), смещающих северный и южный мегасегменты Срединно-Атлантического хребта на расстояние около 2 000 км (рис. 2*б*, 2*г*, 2*е*, 2*з*). Еще одним примером транзитной зоны являются зона демаркационных трансформных разломов Тасманова (смещение 580 км) — Баллени (смещение 370 км), соединяющая Юго-Восточный Индийский хребет (Австрало-Антарктический) с Тихоокеанско-Антарктическим (Дубинин и др., 2013а). В настоящее время эти системы протяженных трансформных разломов и коротких спрединговых сегментов представляют уже сформированные участки границ плит, претерпевшие длительную эволюцию. Но на начальных этапах их развитие,

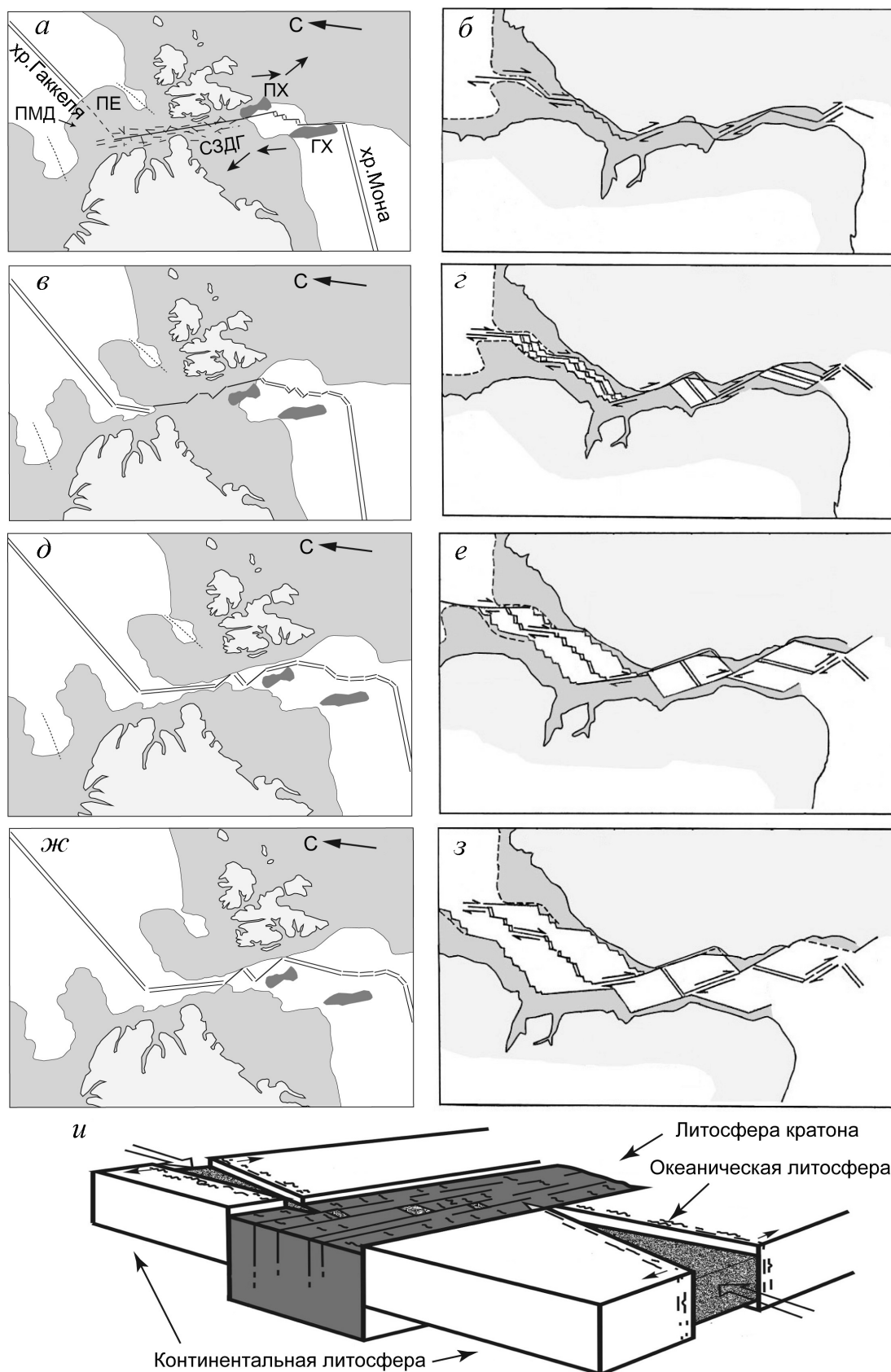


Рис. 2. Модели эволюции транзитных сдвиго-раздвиговых зон в Северной (*а, в, д, ж*) по (Engen et al., 2008) и Экваториальной Атлантике (*б, г, е, з*) по (Mascle et al., 1988), и модель формирования транзитной зоны: океанические рифты, продвигающиеся навстречу друг другу и упирающиеся в пояс холодной, мощной и прочной литосферы (*и*) по (Бонатти, 1996): *а* — 33-34 млн л. н., *в* — 19.5-20 млн л. н., *д* — 14.5-15 млн л. н., *е* — 7.5-10 млн л. н., *б* — 125 млн л. н., *г* — 110 млн л. н., *з* — 85 млн л. н. ПМД — плато Моррис Джесуп, ПЕ — плато Ермак, ПХ — поднятие Ховгард, ГХ — Гренландский хребет, СЗДГ — сдвиговая зона Де Гира.

видимо, происходило аналогично транзитной зоне между хребтами Мона и Гаккеля. Подобные транзитные системы имеют довольно сложное строение с сильно изрезанным контрастным рельефом, локальными зонами растяжения (типа пул-эпарт) или небольшими короткими спрединговыми сегментами. В их пределах возможно наличие микроблоков с континентальной корой, отделенных от материнского континента в процессе перескоков спрединговой оси и осцилляции спрединга подобно плато Ховгард и Гренландскому хребту в Северной Атлантике (Døssing et al., 2008; Engen et al., 2008).

Формирование транзитных систем этого типа является следствием развития продвигающихся рифтовых трещин и может быть реализовано только при наличии двух спрединговых хребтов, смещенных друг относительно друга на значительное расстояние и структурно-реологической неоднородности с повышенной прочностью и толщиной литосферы. В случае развития одной рифтовой трещины, встречающей на своем пути структурно-вещественную неоднородность с повышенной прочностью литосферы, подобные транзитные зоны формироваться не будут. Примерами такого сценария развития рифтогенеза могут служить «столкновение» хребта Гаккеля с континентальной окраиной в районе шельфа моря Лаптевых, «столкновение» южного окончания Срединно-Атлантического хребта с континентальной литосферой Фолклендского плато до раннего палеоцена и другие (Дубинин и др., 1999). Прочность и мощность континентальной литосферы могут оказаться настолько велики, что продвигающаяся рифтовая трещина не сможет проникнуть в ее пределы. Попытки такого «проникновения» будут зафиксированы в наличии рифтогенных грабен в структуре фундамента, например, на шельфе моря Лаптевых (Drachev, 1998; Van Wijk, 2005), трог Литке вблизи плато Ермак (Jokat et al., 2008), рифтогенные структуры Фолклендском плато (Richards, Hillier, 2000).

СДВИГО-РАЗДВИГОВЫЕ СПРЕДИНГОВЫЕ ХРЕБТЫ В ПРЕДЕЛАХ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Примером спредингового хребта, осложненного значительной компонентой сдвига является *Американо-Антарктический хребет* (ААХ) расположенный в южной части Атлантического океана. Он протягивается на расстояние около 1500 км от тройного соединения Буве до тройного соединения, расположенного в юго-восточной части моря Скотия (рис. 3а). Хребет разделяет Антарктическую и Южно-Американскую плиты.

Скорость растяжения на хребте составляет около 1.8 см/год (DeMets et al., 2010). В структурно-кинематическом плане ААХ представляет собой сдвиго-раздвиговую структуру, состоящую из коротких ортогональных магматических спрединговых сегментов длиной 35–50 км, наклонных амагматических сегментов длиной 50–100 км и разделяющих их протяженных трансформных разломов с амплитудой смещения 100–700 км. На хребте наблюдается три крупных трансформных разлома: Конрад, Буллард и Вулкан (рис. 3). Они протягиваются в субширотном направлении в районе 55, 58, 59° ю.ш. и обладают амплитудами смещения 200, 700 и 100 км, соответственно.

Угол α между простиранием хребта и направлением спрединга составляет 33–38° на севере и 49–53° на юге хребта (DeMets et al., 2010). Это свидетельствует об очень косом растяжении. Такая неустойчивая сдвиго-раздвиговая кинематика и наличие широкой области рассеянной сейсмичности в окрестности ААХ позволили предположить здесь наличие новой плиты Сюр, формирование границ которой продолжается в настоящее время (DeMets et al., 2010). Предполагаемый полюс относительного вращения Антарктической плиты и плиты Сюр располагается в районе Южного географического полюса. Таким образом, ААХ формируется практически вдоль эйлеровой широты. Хребет располагается в области с относительной холодной мантии и прочной литосферой (Дзивонски, Вудхауз, 1990) и отличается обедненным магмоснабжением (Le Roex et al., 1985). Анализ батиметрических данных (GEBCO_08) позволяет предположить, что для участков рифтовой зоны хребта между крупными трансформными разломами характерна сегментация, сходная с сегментацией сдвиго-раздвиговых сегментов УМСХ Юго-Западного Индийского и Гаккеля (Дубинин и др., 2013б) с сочетанием коротких ортогональных и протяженных косых по отношению к направлению спрединга сегментов (рис. 3б). Благодаря косому спредингу снижается эффективная скорость спрединга (она составляет 1.0–1.4 см/год) и величина магмоснабжения еще более сокращается. По своей генетической природе ААХ отличается от типичных спрединговых хребтов (типа Срединно-Атлантического хребта (САХ)), расположенных в зонах глобального растяжения литосферы, с поднятой и прогретой астеносферой в их осевых частях.

По причине малой изученности прилегающей к хребту акватории и сложного строения коры, сформированной на коротких спрединговых сегментах ААХ, трудно определить время начала спрединга на этом хребте и практически невозможно в настоящий момент провести границу между корой, сформировавшейся на

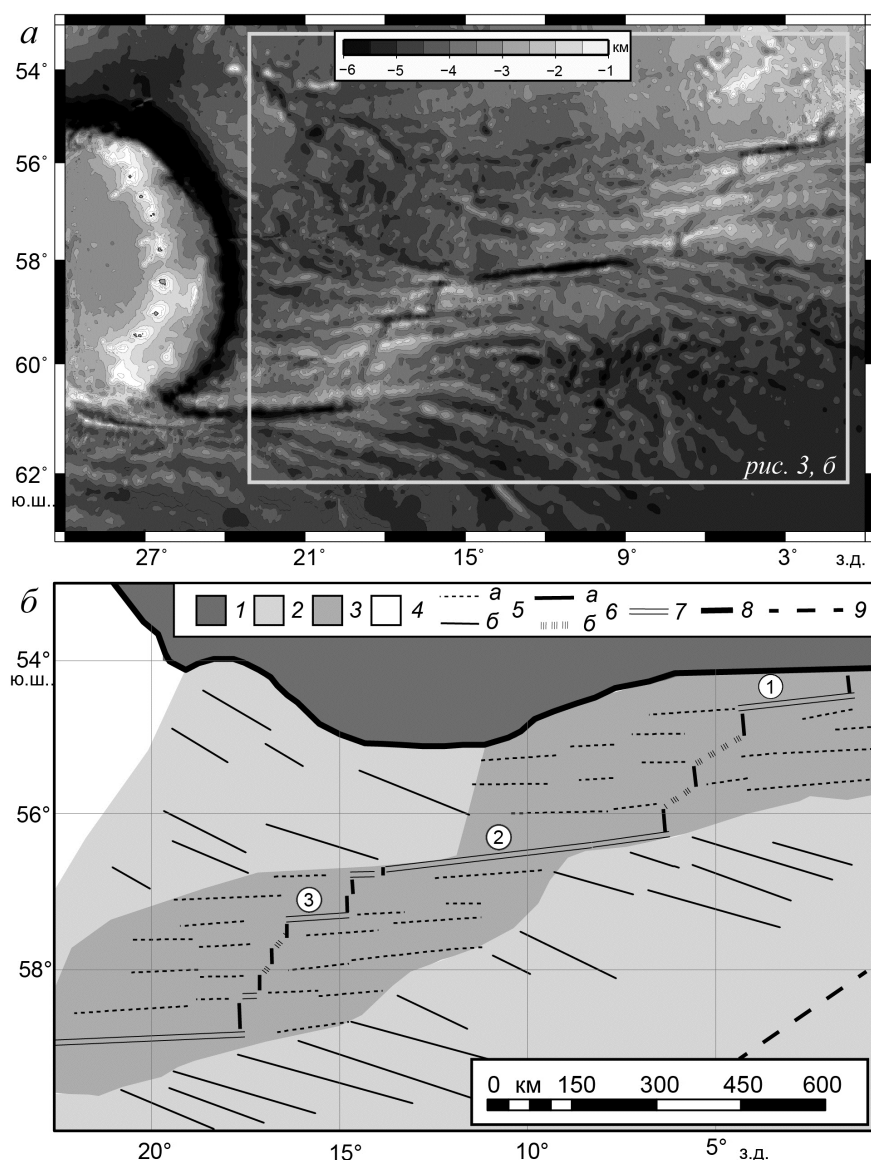


Рис. 3. Строение Америко-Антарктического хребта: а — рельеф дна по данным (GEBCO_08); б — Структурная схема. Цифрами в кружках обозначены трансформные разломы: 1 — Конрад, 2 — Буллард, 3 — Вулкан. 1 — кора, сформированная на Срединно-Атлантическом хребте, 2 — на спрединговом центре моря Уэдделла, 3 — на Америко-Антарктическом хребте, 4 — кора неясного генезиса, 5 — линейменты коры сформированной на: а — Америко-Антарктическом хребте, б — спрединговом центре моря Уэдделла; 6 — спрединговые сегменты: а — раздвиговые, б — сдвиго-раздвиговые; 7 — трансформные разломы, 8 — шовная зона, разделяющая кору разного генезиса, 9 — ось палеоспредингового центра моря Уэдделла (по (Barker, Jahn, 1980)).

ААХ и корой, сформированной на спрединговом хребте в море Уэдделла (рис. 3б), который, по-видимому, начал функционировать во время магнитных аномалий М14–М15 (137–140 млн л. н.). Предположительно спрединг на этом хребте прекратился, около 50–60 млн л. н., хотя сам хребет не зафиксирован в геофизических аномалиях (Barker, Jahn, 1980). Для коры моря Уэдделла (рис. 3б) характерна СЗ-ЮВ ориентировка линейментов, для коры образованной на САХ — субмеридиональная ориентировка, а для коры ААХ — субширотная. Границы между разными структурными планами коры хорошо прослеживаются в рельефе дна и

гравитационном поле. По всей видимости, современный ААХ в ходе своего формирования расчленил массив более древней океанической литосферы.

Исходя из особенностей истории развития, сегментации и кинематики хребта, можно сделать предположение, что хребет сформировался как «вынужденная» граница плит в процессе формирования плиты Скотия и продвижения астеносферного потока с запада (со стороны Тихого океана) на восток в сторону Атлантики. Кинематическое урегулирование этой границы плит продолжается до настоящего времени.

УЛЬТРАМЕДЛЕННЫЙ СПРЕДИНГ В СТРУКТУРАХ ТИПА ПУЛ-ЭПАРТ

Бассейны типа пул-эпарт (*pull-apart*) составляют особый класс тектонических структур и связаны с проявлениями сдвиговой тектоники в различных геодинамических обстановках (Иогансон, 2005). Они представляют собой структуры локального растяжения, происходящего на фоне регионального сдвига. Как правило, такие структуры приурочены к протяженным зонам сдвигов и трансформных разломов, меняющих свое простирание и осложненных трансензией или транспрессией на отдельных участках (Дубинин, 1987). Локальное растяжение в структурах пул-эпарт может приводить к разрыву сплошности литосферы и формированию новой океанической коры в условиях ультрамедленного спрединга. Примером развития пул-эпарт бассейнов могут служить трог Кайман на северной границе Карибской плиты, локальные зоны растяжения вдоль южной границы плиты Скотия. Данные границы плит представляют собой крупные сдвиговые структуры трансформного типа.

Трог Кайман расположен в западной части Карибского моря на границе Северо-Американской и Карибской плит. Он представляет собой

прямоугольную в плане впадину субширотного простирания длиной ~150 км, шириной ~30 км (Leroy et al., 2000) (рис. 4). Трог протягивается от Ямайско-Гаитянской до Юкатанской окраины с северо-востока на юго-запад. В центральной части трога располагается спрединговый центр, состоящий из двух сегментов длиной около 70 км (северный сегмент) и 30 км (южный сегмент). Их разделяет нетрансформное смещение с амплитудой 15–20 км. Глубины рифтовой зоны достигают 5–5.8 км (Nauman et al., 2011).

Вся северная граница Карибской плиты представляет собой транспрессивный трансформный разлом типа дуга-дуга, который соединяет субдукционную зону Малых Антилл с Центрально-Американской зоной субдукции (рис. 4б). В его центральной части располагается спрединговый центр Кайман, который соединяет три сдвиговых разлома — разлом Ориенте к северу, разломы Валтон и Сван к югу (рис. 4а, 4в). Трог ограничен с юга и севера массивами утоненной и раздробленной континентальной коры хребта Кайман и Никарагуанского поднятия. Разлом Ориенте представляет собой левосторонний сдвиг, вдоль которого происходит смещение Северо-Американской плиты к юго-западу с поджатием под нее литосферы Карибской плиты. Разломы Сван и Валтон также представляют

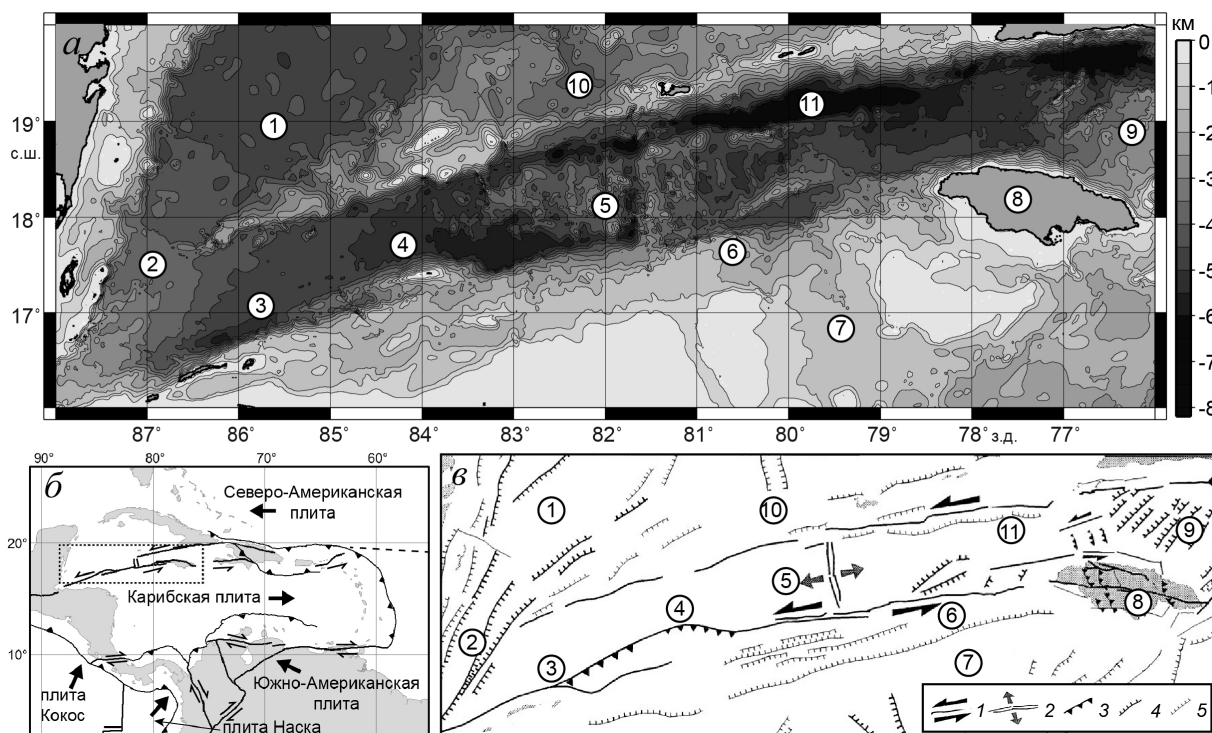


Рис. 4. Строение трога Кайман. Рельеф дна трога Кайман и прилегающей акватории (а); расположение района (б); структурная схема по (Leroy et al., 2000) (в): 1 — сдвиги; 2 — спрединговый центр трога Кайман; 3 — надвиги; 4 — крупные сбросы; 5 — второстепенные сбросы. Цифрами в кружочках обозначены: 1 — Юкатанская котловина, 2 — Юкатанская континентальная окраина, 3 — разлом Сван, 4 — надвиговый изгиб разлома в районе острова Сван, 5 — спрединговый центр трога Кайман, 6 — разлом Валтон, 7 — Никарагуанское поднятие, 8 — о. Ямайка, 9 — Ямайско-Гаитянская континентальная окраина, 10 — хребет Кайман, 11 — разлом Ориенте и желоб Кайман.

собой левосторонний сдвиг, вдоль которого по направлению на северо-восток происходит смещение Карибской плиты с поджатием под нее Северо-Американской плиты в западной части разлома Сван в районе изгиба островов Сван (рис. 4б). В северо-восточной части разлома Валтон, напротив, транспрессия сменяется транстензией с формированием небольших бассейнов растяжения. В результате перемещения блоков вдоль соседних сдвигов, осложненных разнонаправленной транспрессией, образуется локальная зона растяжения коры, представляющая собой крупный межсдвиговый бассейн пул-эпарт трога Кайман. Соседние плиты перемещаются со скоростями 1.5–2.0 см/год. Величина ортогональной компоненты сжатия, осложняющего сдвиг на порядок величины меньше и составляет первые миллиметры в год (Дубинин, 1987). В пределах трога наблюдаются похожие скорости растяжения, которые на разных этапах эволюции изменялись от 1.3 до 2.0 см/год. В настоящее время ультрамедленное растяжение происходит субортогонально со скоростью около 1.5–1.6 см/год. Наиболее древняя аномалия в пределах новообразованной коры трога Кайман интерпретируется как магнитная аномалия 22 (49 млн лет) (Leroy et al., 2000).

Ультрамедленным характером растяжения, по-видимому, обусловлена асимметричная аккреция коры с сильно расчлененным релье-

фом. На западном фланге трога отмечается габбро-перидотитовая кора, сформированная посредством пологих разломов–детаachmentов, выводящих на поверхность дна коровые комплексы. Кора преимущественно базальтового состава на восточном фланге трога сформирована в результате образования асимметричных блоковых поднятий и излияний осевых вулканов у подножий детаментов. Аккреция коры шла асимметрично на протяжении всей истории развития трога (Hayman et al., 2011; Ten Brink et al., 2002). Подобный механизм аккреции коры отмечался также на амагматических участках хребтов Гаккеля и Юго-Западного Индийского (Cannat et al., 2006; Sauter et al., 2013).

Южная граница моря Скотия. Тектоническая граница между морями Скотия и Уэдделла, представляет собой сложную разломно-блоковую структуру (рис. 5, 6). В рельефе дна она выражена системой поднятий и впадин под общим названием хребет Южный Скотия (рис. 6а).

Гетерогенная структура области включает в себя с запада на восток: впадину Геспериды, Южно-Оркнейский желоб, впадину Брюса, бассейны Пауэлл, Протектор, Дав, Скан, Джейн, а также поднятия и плато: Южно-Оркнейский микроконтинент (ЮОМ), Она, Террор, Пири, Брюса, Дискавери, Хердман, Иризар, Джейн (рис. 6).

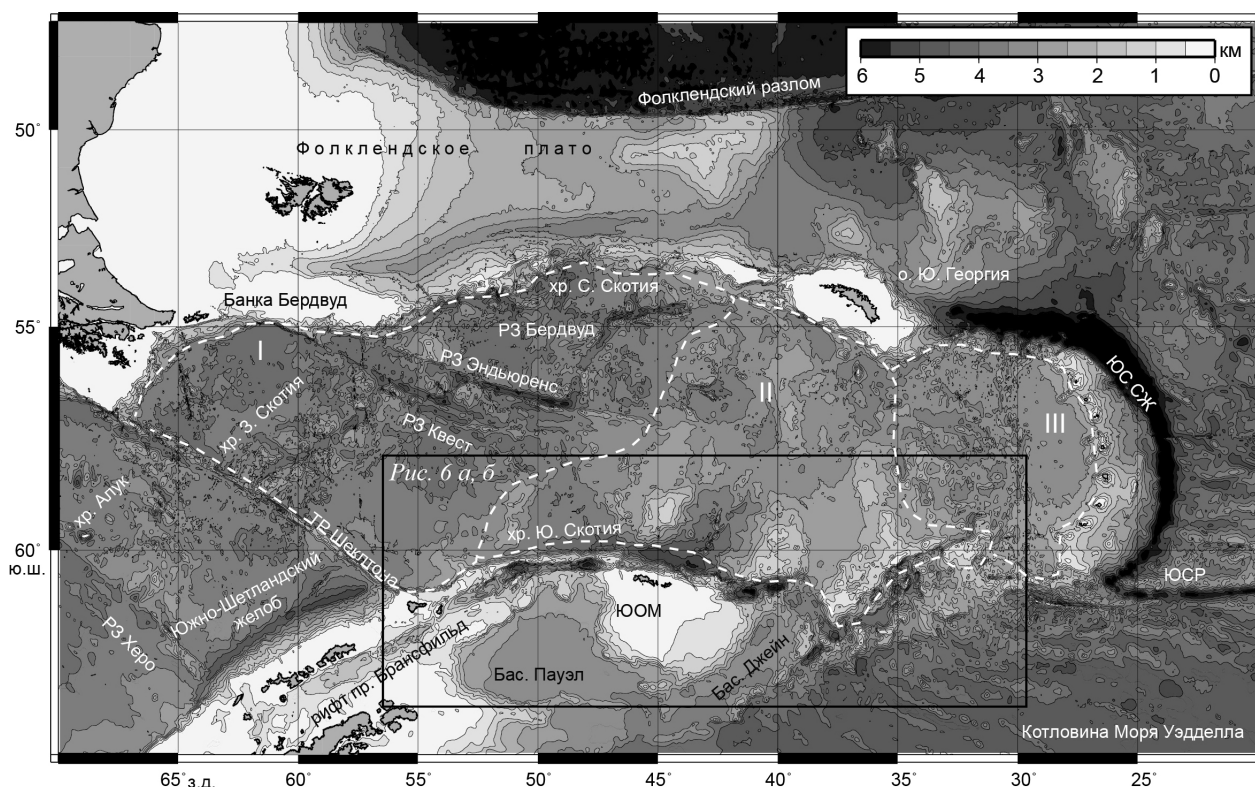


Рис. 5. Рельеф дна моря Скотия и прилегающей акватории (GEBCO_08). Римскими цифрами обозначены тектонические провинции: I — западная; II — центральная; III — восточная. ЮС СЖ — Южно-Сандвичев субдукционный желоб, ЮСР — Южно-Сандвичев разлом.

ПРОЯВЛЕНИЯ УЛЬТРАМЕДЛЕННОГО СПРЕДИНГА

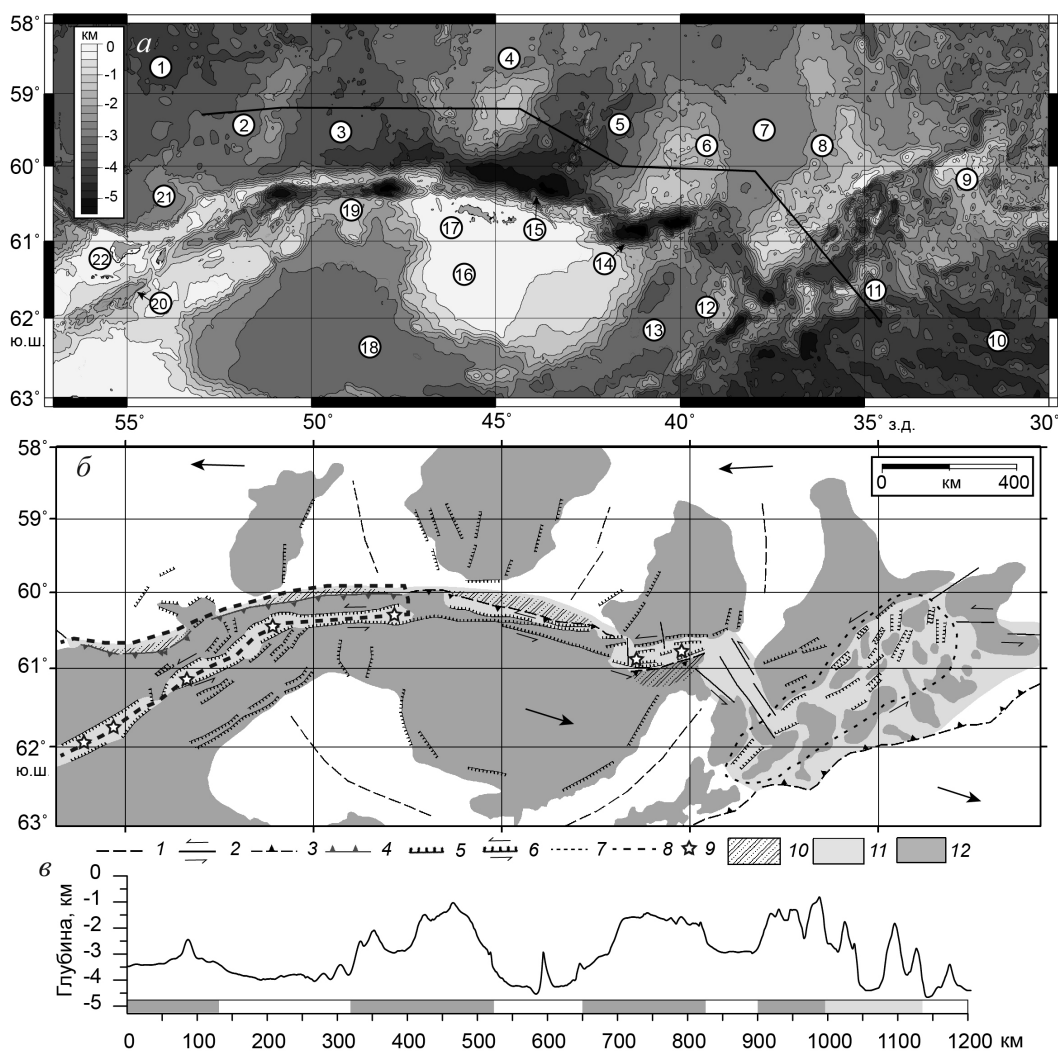


Рис. 6. Строение Южного хребта Скотия и зоны границы плит Скотия и Антарктической. Рельеф дна Южного хребта Скотия (а). Структурная схема (б) по (Civile et al., 2012; Galindo-Zaldivar et al., 2002, 2004). Батиметрический профиль (в), на котором внизу показаны типы коры в соответствии со схемой на рис. 5б: 1 — оси палеоспрединга; 2 — сдвиги; 3 — палеосубдукция; 4 — сдвиг со сжатием; 5 — сброс; 6 — сдвиг с растяжением; 7 — границы зоны рассеянного спрединга; 8 — границы Южно-Шетландской микроплиты; 9 — пул-эпарт бассейны впадин Брюса и Геспериды, а также рифтовые бассейны рифта пролива Брансфильда, где наблюдается переход от рифтинга океанической/континентальной коры к спредингу; 10 — зоны развития надвиговых деформаций в осадочном чехле; 11 — полигенная кора сдвиговой зоны хребта Южный Скотия; 12 — континентальная кора различной степени утонения. Цифрами в кружках обозначены: 1 — Западная котловина моря Скотия, 2 — поднятие Террор, 3 — бассейн Протектор, 4 — плато Пири, 5 — бассейн Дав, 6 — плато Брюса, 7 — бассейн Скан, 8 — плато Дискавери, 9 — банка Хердмана, 10 — котловина моря Уэдделла, 11 — поднятия Иризар, 12 — поднятия Джейн, 13 — бассейн Джейн, 14 — впадина Брюса, 15 — Южно-Оркнейский желоб, 16 — Южно-Оркнейский микроконтинент, 17 — Южно-Оркнейские острова, 19 — впадина Геспериды, 20 — рифт пролива Брансфильд. 21 — платформа Она, 22 — остров Элефант. Линией на рис.5а показано положение профиля рис. 5в.

Структуры области формируются в результате наложения различных тектонических процессов на протяжении последних 20–25 млн лет (Civile et al., 2012). Хребет Южный Скотия можно разделить на три сегмента расположенные к северо-западу, северу и северо-востоку от ЮОМ (рис. 6б, 6в).

Северо-западный сегмент сформирован трансенсивной линейной впадиной Геспериды с двумя крупными бассейнами пул-эпарт. К северу от нее располагается тонкая полоса

континентальной коры, формирующая северо-восточную оконечность Южно-Шетландской микроплиты (похожая по строению полоса отчленялась трансенсивными разломами в древней зоне Де Гира в Северной Атлантике, что, вероятно, привело к формированию Гренландского хребта и хребта Ховгард). Ее северный борт срезается транспрессивным разломом о. Элефант, в пределах которого происходит сдвиг со поджатием литосферы моря Скотия под Южно-Шетландскую микроплиту (рис. 6б, 6в)

(Дубинин и др., 2016; Galindo-Zaldivar et al., 2004; Civile et al., 2012). Вдоль разлома в осадочном чехле океанической коры моря Скотия прослеживается зона развития надвиговых складок северной вергентности (Civile et al., 2012).

Сегмент к северу от ЮОМ сформирован серией транстенсивных разломов и расположенной севернее палеосубдукционной зоной Южно-Оркнейского желоба с крупной аккреционной призмой. Субдукция здесь развивалась в период 15–25 млн л. н. и была связана с раскрытием бассейна Пауэлл и перемещением ЮОМ на северо-восток (Civile et al., 2012).

Сегмент к северо-востоку от ЮОМ образован впадиной Брюса — крупным бассейном пул-эпарт, чьи борты сформированы транстенсивными разломами (рис. 6б, 6в). Вероятно, что здесь также в период 15–20 млн л. н. функционировала зона субдукции, в результате чего был сформирован пояс надвиговых деформации северо-востока ЮОМ (Civile et al., 2012).

Структуры Южного хребта Скотия обрамляются поднятиями, сложенными континентальной корой различной степени утонения и разделяющими их спрединговыми, в том числе задуговыми бассейнами Джейн, Скан (рис. 6). Согласно имеющимся представлениям, бассейны раскрывались преимущественно с ультрамедленными скоростями на протяжении эоцена либо олигоцен-миоцена (Eagles et al., 2006; Maldonado et al., 2003). С востока к ним примыкает зона рассеянного спрединга, расположенная в тылу зоны субдукции.

Таким образом, южная граница плиты Скотия представляет собой гетерогенную структуру, сочетающую транспрессивные, транстенсивные, сбросовые и сдвиговые элементы. Характер их взаимодействия и размещения менялся в результате перестроек границ плит с образованием аккреционных призм, поясов надвиговых деформаций и локальных бассейнов растяжения. Последние, вероятно, представляют собой очаги перехода от рифтинга океанической и континентальной коры к спредингу. Это узкие и протяженные впадины шириной по днищу в 80–100 км, длиной до 50–80 км. Бассейны заполнены маломощной осадочной толщей, а на их бортах фиксируются сбросовые и сбросо-сдвиговые нарушения. Глубины дна в их пределах достигают 5–6 км, высота бортов — 4–5 км (Acosta, Uchupi, 1996; Galindo-Zaldivar et al., 2004; Civile et al., 2012).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характер взаимодействие границ плит вдоль их трансформных границ нередко осложняется транстенсией или транспрессией, которые могут

приводить к развитию локальных зон растяжения с образованием новой океанической коры. В работе выделены и рассмотрены основные геодинамические обстановки, в которых может проявляться ультрамедленный спрединг в трансформных сдвиго-раздвиговых зонах.

Спрединговые системы в сдвиго-раздвиговых зонах формируются в следующих случаях:

— при встречном продвижении навстречу друг другу двух рифтовых трещин в анизотропной среде, в результате чего образуются соединяющие их протяженные транзитные зоны (транзитная система между хребтами Мона и Гаккеля, система трансформных разломов Экваториальной Атлантики;

— в условиях развития сдвиго-раздвиговых зон в пределах океанической литосферы (Американо-Антарктический хребет);

— в случае локального растяжения при региональном сдвиге (трог Кайман, Южный хребет Скотия).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 15-05-03486).

Список литературы

- Бонатти Э.* Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический хребет // *Геотектоника*. 1996. № 6. С. 5–16.
- Дзивонски А. М., Вудхауз Дж. Г.* Глобальные неоднородности внутреннего строения земли // *Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана*. Ред. Удинцев Г. Б., МОК (ЮНЕСКО), Мингео СССР, АН СССР, ГУГК СССР, Москва, 1989–1990. 149 с.
- Дубинин Е. П.* Трансформные разломы океанической литосферы. Московский университет, 1987. 198 с.
- Дубинин Е. П., Суцевская Н. М., Грохольский А. Л.* История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве // *Российский журнал наук о земле*. 1999. Т. 1. № 5. С. 423–435.
- Дубинин Е. П., Галушкин Ю. И., Суцевская Н. М.* Спрединговые хребты и трансформные разломы / Под ред. Л. И. Лобковского // *Мировой океан*. Т. 1. Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане // М.: Научный Мир. 2013а. С. 92–170.
- Дубинин Е. П., Кохан А. В.* Особенности проявления ультрамедленного спрединга при формировании и развитии спрединговых хребтов // *Вестник КРАУНЦ. Науки о земле*. 2016. № 1. Вып. 29. С. 64–77.
- Дубинин Е. П., Кохан А. В., Суцевская Н. М.* Тектоника и магматизм ультрамедленных спре-

- динговых хребтов // Геотектоника. 2013б. № 3. С. 3–30.
- Дубинин Е.П., Кохан А.В., Тетерин Д.Е. и др. Тектоническое строение и типы рифтогенных бассейнов моря Скотия, Южная Атлантика // Геотектоника. 2016. № 1. С. 41–61.
- Иогансон Л.И. Присдвиговые осадочные бассейны (бассейны pull-apart) (обзор литературы) // Геотектоника. 2005. № 2. С. 66–80.
- Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Геодинамические особенности структурообразования в спрединговых хребтах Арктики и Полярной Атлантики // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2012а. № 1. Вып. 19. С. 59–77.
- Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Абрамова А.С. Кинематика и особенности морфоструктурной сегментации хребта Книповича // Океанология. 2012б. Т. 52. № 5. С. 744–756.
- Пуцаровский Ю.М. Демаркационные разломы в океанах как особая категория трансформных разломов // ДАН. 1994. Т. 335. № 5. С. 616–620.
- Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А. и др. Современная тектоника северной части хребта Книповича, Атлантика // Геотектоника. 2014. № 3. С. 16–29.
- Acosta J., Uchupi E. Transtensional tectonics along the South Scotia Ridge, Antarctica // Tectonophysics. 1996. V. 267. № 1–4. P. 31–56.
- Barker P., Jahn R. A marine geophysical reconnaissance of the Weddell Sea // Geophysical Journal Royal astronomical Society. 1980. V. 63. P. 271–283.
- Cannat M., Sauter D., Mendel V. et al. Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge // Geology. 2006. V. 34. № 7. P. 605–608.
- Civile D., Lodolo E., Vuan A., Loretto M. Tectonics of the Scotia-Antarctica plate boundary constrained from seismic and seismological data // Tectonophysics. 2012. V. 550–553. P. 17–34.
- Crane K., Doss H., Vogt P. et al. The role of the Spitzbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich ridge // Marine Geophysical Research. 2001. V. 22. P. 153–205.
- Curewitz D., Okino K., Asada M. et al. Structural analysis of fault populations along the oblique, ultra-slow spreading Knipovich Ridge, North Atlantic Ocean, 74°30' N–77°50' N // Journal of Structural Geology. 2010. V. 32. P. 727–740.
- DeMets C., Gordon R., Argus D. Geologically current plate motions // Geophysical Journal International. 2010. V. 181. P. 1–80.
- Dick H., Lin J., Schouten H. An ultra-slow class of spreading ridge // Nature. 2003. V. 426. P. 405–412.
- Døssing A., Dahl-Jensen T., Thybo H. et al. East Greenland Ridge in the North Atlantic Ocean: An integrated geophysical study of a continental sliver in a boundary transform fault setting // JGR. 2008. V. 113. № B10107. doi:10.1029/2007JB005536.
- Drachev S.S. Laptev Sea rifted continental margin: modern knowledge and unsolved questions // Polarforschung. 1998. V. 88. P. 41–50.
- Eagles G., Livermore R., Morris P. Small basins in the Scotia Sea: The Eocene Drake Passage gateway // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 242. P. 343–353.
- Engen O., Faleide J., Dyreng T. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // Tectonophysics. 2008. V. 450. № 1–4. P. 51–69.
- Galindo-Zaldívar J., Balanyá J.C., Bohoyo F. et al. Active crustal fragmentation along the Scotia-Antarctic plate boundary east of the South Orkney Microcontinent (Antarctica) // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 204. № 1–2. P. 33–46.
- Galindo-Zaldívar J., Gamboa L., Maldonado A., Nakao S. et al. Tectonic development of the Bransfield Basin and its prolongation to the South Scotia Ridge, northern Antarctic Peninsula // Marine Geology. 2004. V. 206. № 1–4. P. 267–282.
- GEBCO_08 grid, ver. 20100927, <http://www.gebco.net>.
- Hayman N., Grindlay N., Perfit M. et al. Oceanic core complex development at the ultraslow spreading Mid-Cayman Spreading Center // Geochem. Geophys. Geosyst. 2011. V. 12. Q0AG02, doi:10.1029/2010GC003240.
- Jokat W., Schmidt-Aursch M. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophysical Journal International. 2007. V. 168. № 2. P. 983–998.
- Jokat W., Geissler W., Voss M. Basement structure of the north-western Yermak Plateau // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35.
- Laderach C., Schlindwein V., Schenke H.-W., Jokat W. Seismicity and active tectonic processes in the ultra-slow spreading Lena Trough, Arctic Ocean // Geophysical Journal International. 2011. V. 184. № 3. P. 1354–1370.
- Le Roux A., Dick H., Reid A. et al. Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1985. V. 90. P. 367–380.
- Leroy S., Mauffret A., Patriat P., Mercier de Lepinay B. An alternative interpretation of the Cayman Trough evolution from a re-identification of magnetic anomalies // Geophysical Journal International. 2000. V. 141. № 3. P. 539–557.
- Maldonado A., Barnolas A., Bohoyo F., Galindo-Zaldívar J. Contourite deposits in the central Scotia Sea: the importance of the Antarctic Circumpolar Current and the Weddell Gyre

- flows // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003. V. 198. P. 187–221.
- Masle J., Blarez E., Marinho M. The shallow structures of the Guinea and Ivory Coast Ghana transform margins – their bearing on the equatorial Atlantic Mesozoic evolution // *Tectonophysics*. 1988. V. 155. № 1–4. P. 193–209.
- Okino K., Curewitz D., Asada M., Tamaki K. et al. Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 202. № 2. P. 275–288.
- Richards P., Hillier B. Post-drilling analysis of the North Falkland basin — part 1: tectono-stratigraphic framework // *Journal of Petroleum Geology*. V. 23. № 3. 2000. P. 253–272.
- Sauter D., Cannat M., Rouméjon S. et al. Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years // *Nature Geosc.* 2013. V. 6. P. 314–320.
- Snow J., Hellebrand E., Handt A. et al. Oblique nonvolcanic seafloor spreading in Lena Trough, Arctic Ocean // *Geochem. Geophys., Geosyst.* 2011. V. 12. № 10. Q10009. doi:10.1029/2011GC003768.
- Ten Brink U., Coleman D., Dillon W. The nature of the crust under Cayman Trough from gravity // *Marine Petroleum Geology*. 2002. V. 19. P. 971–987.
- Van Wijk J.W. Role of weak zone orientation in continental lithosphere extension // *Geophysical Research Letters*. 2005. V. 32. doi:10.1029/2004GL022192.

ULTRA-SLOW SPREADING IN TRANSTENSION TRANSFORM ZONES

A.V. Kokhan¹, E.P. Dubinin², E.S. Kurbatova³

¹Svarog LLC, 119021, Moscow; e-mail: kkkkk1987@mail.ru

²Lomonosov Moscow State University, Earth Science Museum, 119991, Moscow; e-mail: edubinin08@rambler.ru

³Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, 119991, Moscow; e-mail: katzakurbatova@gmail.com

The paper gives a review of geodynamic environments outside the rifting zones of active spreading ridges with possible favourable conditions for ultra-slow spreading. This paper is dedicated to manifestations of ultra-slow spreading in transform and transit transform-like transtensive zones. The examples of such geodynamic environments are the following: a) transit zones, formed between two spreading ridges; b) transtensive zones on the oceanic lithosphere; c) zones of local extension on the background of regional strike-slip motions, in pull-apart-like structures (Cayman trough, southern border of the Scotia plate).

Keywords: ultra-slow spreading, transform faults, pull-apart basins.